مجلّه‌ی جغرافیا و توسعه‌ی ناحیه‌ای، شماره‌ی هفتم، پاییز و زمستان ۱۳۸۵

دکتر سید رضا حسین زاده
دانشگاه فردوسی مشهد
مهناز جهادی طرقی
دانشگاه پیام نور

تجزیه و تحلیل ژئومورفولوژیک سیلاب‌های کاتاستروفیک[1] رودخانه‌ی مادرسو (جنگل گلستان)

چکیده

سیلاب‌های شدید مرداد ماه سال‌های ۱۳۸۰، ۱۳۸۱ و ۱۳۸۴ رودخانه‌ی مادرسو (دوغ)، در ردیف سیلاب‌های کاتاستروفیک قرار می‌گیرند. سیلاب‌های مذکور که نقطه‌ی شروع آن سیلاب سال ۱۳۸۰ است، دوره‌ی بحران شکل‌زایی جدیدی را در منطقه نشان می‌دهد که تغییرات شدید مورفولوژیکی حاصل از آن، مؤیّد نظریّات نئوکاتاستروفیستی در تحوّل دوره‌ای ناهمواری است. نوشتار حاضر، ضمن تجزیه و تحلیل ژئومورفولوژیکی سیلاب اصلی و سیلاب‌های پس از آن، به بررسی اثرات ژئومورفیکی این سیلاب‌ها در مقیاس ناحیه‌ای و در مقایسه با سیلاب‌های عادی می‌پردازد. با توجه به مشابهت اثرات ژئومورفیک سیلاب‌های چند سال اخیر با شواهد به‌دست آمده از پالئوفلادها[2] می‌توان به طرح این نظریه پرداخت که یک دوره‌ی گذار تغییرات اقلیمی در منطقه آغاز شده که با چالش‌های ژئومورفیکی قابل ملاحظه‌ای همراه خواهد بود. بنابراین در تنظیم فعالیّت‌های کنترل سیلاب و بازسازی محیط طبیعی، باید بسیار آگاهانه عمل نمود.

واژه‌های کلیدی: جنگل گلستان، سیلاب کاتاستروفیک، پالئوفلاد، سیلاب غلیظ، برنامه‌ریزی ریسک سیلاب، جریان مواد.

---

۱. Catastrophic floods

۲. Paleofloods

درآمد:

در اثنای مرداد ماه سال ۱۳۸۰، به‌دنبال وقوع بارشی شدید و ناگهانی ، سیلاب ویرانگر و بزرگی در شرق استان گلستان ، در بخشی از حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی گرگان‌رود رخ داد، که از نظر زمان وقوع، میزان دبی و شدّت عملکرد، حدّاقل در یکصد سال اخیر بی‌سابقه بوده است. در این سیلاب حدود ۳۰۰ تن از ساکنان و مسافران منطقه جان باختند و طیّ چند ساعت تغییرات قابل توجّهی در شرایط محیطی منطقه به‌بار آمد. پس از وقوع سیلاب و جمع‌آوری اجساد و پاکسازی و دستکاری وسیع بستر، عملیّات اجرایی مهندسی رودخانه و احداث مجدّد جادّه‌ی ارتباطی مشهد- گرگان در محدوده‌ی جنگل گلستان و نواحی پایین دست آن آغاز گردید. قبل از به پایان رسیدن عملیّات فوق، در ۲۱ مرداد ماه سال ۱۳۸۱ سیلاب شدید دیگری در منطقه رخ داد، که علاوه بر از بین بردن سازه‌های جدید، جادّه‌ی ارتباطی را مجدّداً تخریب نمود. هر چند که دبی سیلاب دوم کمتر از ½ دبی سیلاب سال ۱۳۸۰ بود، لیکن مکمّل تغییراتی بود که توسط سیلاب اوّل ایجاد شده بود. بازسازی جادّه‌ی ارتباطی و برنامه‌های کنترل سیلاب دوباره از سر گرفته شد و صدها میلیارد ریال دیگر هزینه شد، که البته نتایج آن فقط تا مرداد ماه سال ۱۳۸۴ و وقوع سیلاب شدید بعدی دوام آورد. گر چه دبی سیلاب سوم نیز حدود هزار متر مکعب، یعنی نصف سیلاب اصلی بود، لیکن اثرات ژئومورفیک آن بسیار شدیدتر از حدّ معمول بوده ، به دلیل فرسایش کاوشی شدید بستر، شواهد مهمّی از جریان‌های مواد[۱] قدیمی را در بستر نمایان ساخت. برای بار سوم بازسازی جادّه‌ی ارتباطی و تکمیل عملیّات کنترل سیلاب با اختصاص صدها میلیارد ریال دیگر آغاز و ادامه یافت. همزمان با فعالیّت‌های اجرایی عجولانه در حوضه‌ی آبریز و آبراهه‌ی اصلی، گروه‌های مطالعاتی متعددی وابسته به سازمان‌های مسؤول در زمینه‌ی آبخیزداری و کنترل سیل، مهندسی رودخانه، راهسازی و محیط زیست در منطقه فعّال شدند. در تمام مطالعات انجام شده به‌وسیله‌ی گروه‌های مذکور، نگرش عمومی به فرایند سیلاب، عمدتاً همان نگرش‌های تجربی و مرسوم بوده ، درنتیجه برنامه‌های پیشنهادی نیز بر مبنای روش‌های مرسوم هیدرولوژیکی کنترل سیلاب ارائه گردیده است؛ در حالی که باید مطالعات دقیق‌تر و عمیق‌تری در زمینه‌ی سیلاب‌های غیرعادی و نادر در منطقه صورت گرفته ، سیلاب‌های سال‌های ۱۳۸۰ تا ۱۳۸۴ از سیلاب‌های معمول سالانه این حوضه تفکیک شود. در دهه‌های ۷۰-۱۹۵۰ توجه

---

۱. Debris flow

عمده در ژئومورفولوژی رودخانه‌ای، متوجّه نقش سیلاب‌های مکرّر با بزرگی کم و دوره برگشت ۲-۱ ساله[۱] بود. از اواخر دهه‌ی ۱۹۷۰ به بعد، توجّه ویژه ای به اثرات ژئومورفیک سیلاب‌های نادر حاصل شد (بیکر[۲] و دیگران ۱۹۸۸). قبل از آن ولمن و میلر[۳] (۱۹۶۰) عنوان نمودند که سیلاب‌های بزرگ فقط درصد کمی از رسوب معلّق سالانه را با خود حمل می کنند ، لذا نتیجه گرفتند کار ژئومورفیک با وقایع مکرّر با بزرگی کم و دوره‌ی برگشت ۲-۱ سال (یعنی اعتقاد به نظریّه‌ی تحوّل تدریجی ناهمواری) صورت می گیرد. مشاهدات بعدی ولمن و جرسون[۴] (۱۹۷۸) اجازه‌ی ارائه یک بیان جایگزین در مورد «اثربخشی ژئومورفیک سیلاب‌های بزرگ»، به‌دلیل توانایی آنها برای تغییر شکل لندفرم‌ها را داده است. آنان دریافتند که عبور از آستانه و درنتیجه تغییر لندفرمها ، فقط در اثنای سیلاب‌های نادر و بزرگ به‌دلیل حجم بالای رسوب اتفاق می‌افتد و سیلاب‌های با شدّت کم‌تر، علی رغم فراوانی وقوع، اثرات کوچکی را به‌دنبال دارند (کوچل[۵]، ۱۹۸۸) . همزمان با ولمن و جرسون پژوهشگران متعدّدی در نواحی مختلف ایالات متحده آمریکا، تغییرات بزرگ مقیاس چشم‌انداز به‌وسیله سیلاب‌های بزرگ را به اثبات رساندند. از جمله‌ی آنها می‌توان به کارهای شیوم و لیچتی[۶] (۱۹۶۳)، بیکر (۱۹۸۴ و ۱۹۷۸ و ۱۹۷۷)، بوان[۷] (۱۹۸۱)، کوستا[۸] (۱۹۷۸)، گاپتا و فوکس[۹] (۱۹۷۴)، گاپتا (۱۹۸۳)، جانسون[۱۰] (۱۹۸۳)، کوچل و بیکر (۱۹۸۲)، نیوسون[۱۱] (۱۹۸۰)، پاتون و بیکر[۱۲] (۱۹۷۷)، نولان و مارون[۱۳] (۱۹۸۵) اشاره نمود.

نقش سیلاب‌های بزرگ و نادر در سپتامبر ۱۹۸۷، در هجدهمین گردهمایی سالانه‌ی ژئومورفولوژی باعنوان «سیلاب‌شدگی کاتاستروفیک»[۱۴] مورد تأکید قرار گرفت و همراه با مطالعات پالئوفلادها که به‌وسیله‌ی پیشگامانی چون بیکر (۱۹۷۳ و ۱۹۸۷)، بیکر و پاتون (۱۹۸۱)، کوچل و بیکر (۱۹۸۲)، نوکس[۱۵] (۱۹۸۴)، الی و بیکر[۱۶] (۱۹۸۵) و کوستا (۱۹۸۷) مورد توجه قرار گرفته بود، پرتوهای جدیدی بر

---

۱ - Bankfull discharge　۲- Baker　۳- Wolman, Miller
٤- Gerson　٥- Kochel, R.C　٦.Schumm.S.A., Lichty.R.W
۷. Bevan, K.　۸. Costa, J. E　۹. Gupta. A, Fox. H
۱۰. Johnson. R. A　۱۱. Newson, M　۱۲. Patton, P.C., Baker, V.R.
۱۳. Nolan, K.M., Marron. D.C　١٤. Catastrophic Flooding
١٥. Knox　١٦. Ely, L.L.　۱۷. Gale et al

مطالعات ژئومورفولوژی سیلاب، پالئو هیدرولوژی، پالئوفلاد و تغییرات اقلیمی تاباند. این تحقیقات در دهه‌ی آخر قرن بیستم و در آستانه‌ی ورود به قرن ۲۱ توسط افرادی چون گل[۱۷] و دیگران (۱۹۹۰)، وول[۱] و دیگران (۱۹۹۴)، زاوادا[۲] (۹۶ و ۱۹۹۴)، کاله[۳] و دیگران (۱۹۹۷)، گاتیه‌رز[۴] و دیگران (۱۹۹۸)، دولار[۵] (۱۹۹۸)، یانگ[۶] و دیگران (۲۰۰۰)، گراسمن[۷] (۲۰۰۱)، جونز[۸] و دیگران (۲۰۰۱)، هینه[۹] (۲۰۰۲)، زلینسکی[۱۰] (۲۰۰۲)، فستا[۱۱] و دیگران (۲۰۰۵) و بیکر (۲۰۰۶) ادامه یافت. با استفاده از نتایج این تحقیقات، سعی بر این بوده است تا علاوه بر تغییراتی در زمینه‌ی روش‌های پیش‌بینی سیلاب، در طرح‌های کنترل سیل عموماً عملیّات اجرایی بر مبنای سیلاب‌های کاتاستروفیک و نه سیلاب‌های عادی صورت پذیرد.

گر چه در دو دهه‌ی اخیر، مطالعات گسترده‌ای در زمینه‌ی سیلاب‌های کاتاستروفیک و سیلاب‌های بسیار قدیمی (پالئوفلادها) و تاریخ نگاری آنها در جهان صورت گرفته، ولی متأسفانه در ایران پژوهش‌هایی از این نوع چندان مورد توجه نبوده است. سیلاب کاتاستروفیک رودخانه‌ی مادرسو می‌تواند تجارب مهمّی را در اختیار پژوهشگران و برنامه‌ریزان داخلی و خارجی قرار دهد و در برخی جزئیّات اجازه‌ی تجدیدنظر در روش‌های تجربی برآورد پیک جریان را فراهم آورد. از آنجا که امکان ارائه‌ی تمام نتایج مطالعه‌ی نگارندگان در نوشته‌ی واحدی وجود ندارد، در این مقاله عمدتاً در مقیاس ناحیه‌ای و حوضه‌ی آبریز، به بررسی ابعاد مرفولوژیکی سیلاب و تغییرات حاصل از آن پرداخته و در آینده جزئیّات بیشتری از تحقیقات انجام شده ارائه خواهد شد.

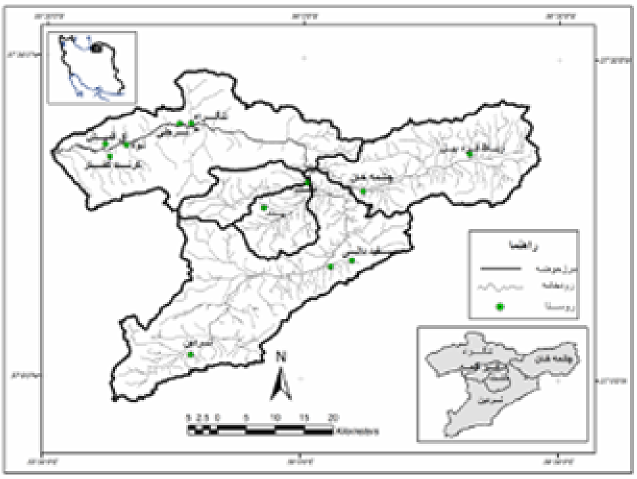
موقعیّت منطقه‌ی مورد مطالعه

حوضه‌ی رودخانه‌ی مادرسو یا دوغ، یکی از زیرحوضه‌های اصلی رودخانه‌ی گرگان‌رود است که با وسعت حدود ۲۱۲۰ کیلومتر مربع در جنوب‌شرق دریای خزر قرار دارد. این منطقه بین ″۳۰ ′۳۰ °۵۵ تا ″۴۱ ′۲۷ °۵۶ طول شرقی و ″۴۲ ′۰۰ °۳۷ تا ″۳۸ ′۲۸ °۳۷ عرض شمالی، به‌طور مشترک بخش‌هایی از

---

۱. Wohl, E.E ۲. Hattingh, J, Zawada, P.K ۳. Kale, V.S
٤. Gutierres ٥. Dollar, E.S.J ٦. Yang, D.
٧. Grossman, M.J ٨. Jones, A.P ٩. Heine, K.
١٠. T.zielinski ١١. Fassetta. G. A.

سه استان خراسان شمالی، سمنان و گلستان را زهکشی می‌نماید. حوضه‌ی رودخانه‌ی مادرسو را می‌توان به پنج زیرحوضه‌ی کوچکتر به نام‌های چشمه‌خان، دشت شیخ، قیزقلعه، نردین و تنگراه یا جنگل گلستان، تقسیم نمود (نقشه‌ی شماره ۱) . تفاوت‌های زیادی از نظر شرایط اقلیمی، پوشش گیاهی، زمین‌شناسی، فیزیوگرافی و ژئوموفولوژی، بین زیرحوضه‌ی جنگل گلستان با دیگر زیرحوضه‌های بالادست آن وجود دارد. این زیرحوضه که متأثّر از جریانات مرطوب خزری است، از پوشش جنگلی متراکمی پوشیده شده و قسمت اعظم آن منطبق بر پارک حفاظت شده گلستان است؛ درحالی که دیگر زیرحوضه‌ها به سبب حاکمیّت شرایط اقلیمی خشک، شرایط مرفولوژی و سنگ‌شناسی و تخریب ناشی از فعالیّت‌های انسان، دارای پوشش گیاهی فقیر یا سطوح لخت بدون گیاه بوده، لذا از شرایط محیطی منحصر به فرد و حساسیّت ویژه‌ای در برخورد با هر گونه تغییری در سیستم طبیعی برخوردار است.



شکل شماره ۱: نقشه‌ی موقعیّت منطقه‌ی مورد مطالعه

جدول شماره ۱: خصوصیّات فیزیوگرافی حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی مادرسو
به تفکیک زیرحوضه‌های پنج‌گانه

نام زیرحوضه	مساحت (KM2)	محیط (KM)	ضریب گراولیوس	ارتفاع (متر)			شیب متوسط آبراهه اصلی (٪)	طول آبراهه اصلی (KM)	شیب آبراهه اصلی (٪)	زمان تمرکز (ساعت)
				حداکثر	متوسط	حداقل				
چشمه خان (A)	۴۵۳/۵	۱۱۶/۲	۱/۵۴	۲۴۰۲	۱۴۹۰	۹۷۵	۱۳/۴	۴۷/۵۸	۳/۶	۴/۹۲
نردین (B)	۷۸۴/۵	۲۰۴/۳	۲	۲۳۸۵	۱۴۸۹	۹۶۰	۱۲/۵	۷۱/۳۵	۲	۷/۸۴
دشت شیخ (C)	۱۲۶/۵	۵۱/۷	۱/۳	۱۸۴۰	۱۳۰۴	۱۰۰۰	۱۱/۴	۱۹/۴۶	۴/۵	۲/۱۵
قیرقلعه (D)	۱۲۴/۳	۶۳/۹	۱/۶۱	۲۱۴۰	۱۴۵۹	۱۰۰۰	۱۶/۹	۲۶/۶۵	۴/۸	۲/۷۵
تنگراه (E)	۶۳۲/۲	۱۶۲/۵	۱/۸۲	۲۳۲۰	۱۰۶۴	۱۶۲/۷	۲۹/۲	۷۱	۴/۳	۶/۶۶

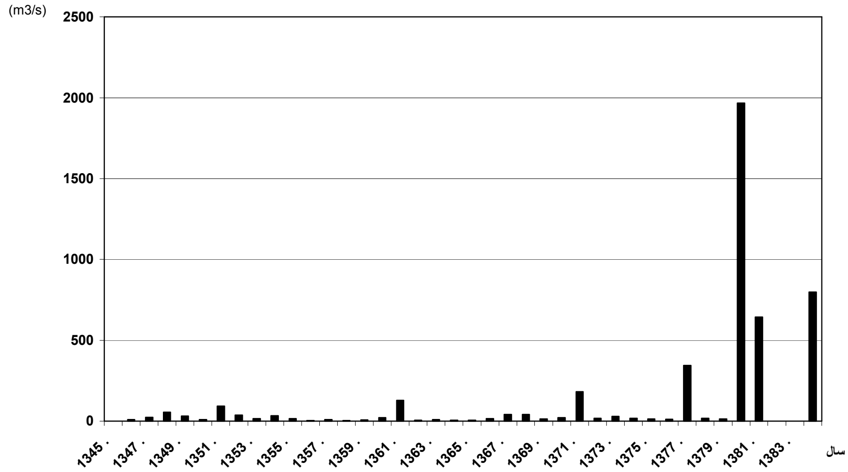
موادّ و روش‌ها:

روش تحقیق این مقاله از نوع توصیفی-تحلیلی و موادّ مورد استفاده‌ی آن، عکس‌های هوایی ۱:۵۰۰۰۰ و ۱:۲۰۰۰۰ منطقه، تصاویر ماهواره ای TM ، IRS و Quick Bird در دوره های قبل و بعد از وقوع سیلاب است. بخش عمده ای از داده ها از جمله برآورد میزان دبی ، خصوصیّات رسوب‌شناسی سیلاب‌های جدید و عکس ها، طی عملیات وسیع میدانی جمع آوری شده است. نقشه های پایه‌ی منطقه در مقیاس ۱:۵۰۰۰۰، از طریق رقومی کردن نقشه های کاغذی تهیه و در سیستم مختصّات مشترکی با تصاویر ماهواره ای قرار داده شد تا انتقال داده‌های مکانی با دقّت بیشتری همراه باشد.

سیل مرداد ماه ۱۳۸۰ یک واقعه‌ی کاتاستروفیک

سیلاب‌هایی را می‌توان کاتاستروفیک نامید که در مقایسه با سیلاب‌های سالانه از دو معیار ناگهانی بودن و شدّت پدیده‌ی سیلاب به‌طور توأم بر خوردار بوده، همچنین دوره‌ی برگشتی بیش از ۵۰ سال داشته باشند. (کوچل،۱۹۸۸: ۱۷۰). وجود قطعات فراوان سنگ‌های با قطر بیش از یک متر در کف و کناره های کانال و روی برخی از مخروط افکنه ها (زلینسکی ، ۲۰۰۳: ۲۹۴) و همین‌طور آثار جراحت روی درختان حاکی از

کارآیی این جریانات آشفته‌ی قدرتمند و غیرمعمول است (بیکر، ۲۰۰۲: ۳). از این‌رو سیلاب مرداد ماه ۱۳۸۰ رودخانه‌ی مادرسو را می‌توان یک واقعه‌ی ناگهانی و شدید دانست؛ زیرا مقادیر دبی و شدّت سیلاب مزبور در مقایسه با مقادیر حدّاکثر دبی‌های لحظه‌ای چهار دهه‌ی اخیر ایستگاه هیدرومتری تنگراه، بی سابقه بوده است (شکل شماره ۲).



شکل شماره ۲: حداکثر دبی لحظه‌ای سالانه‌ی ایستگاه تنگراه (۸۴-۱۳۴۶)

طیّ دوره‌ی ۳۴ ساله ۱۳۴۶ تا ۱۳۷۹ تنها دو مورد حدّاکثر دبی لحظه‌ای ۳۴۵ و ۱۸۲ مترمکعب در ثانیه ثبت شده و در سایر موارد این متغیّر بین ۴/۴۱ تا ۹۳/۲ مترمکعب بر ثانیه نوسان داشته است؛ درحالی که دبی اوج سیلاب مرداد ماه ۱۳۸۰ به حدود ۲۰۰۰ متر مکعب در این ایستگاه افزایش یافت و ارتفاع سطح سیلاب در بستر آبراهه‌ی اصلی به بیش از ۱۰ متر رسید. عکس شماره ۳ اثر جراحات سیلاب روی تنه‌ی درختان باقی‌مانده در بستر طغیانی را نشان می‌دهد و بستر اصلی جریان، حدود ۶ متر پایین‌تر از بستر طغیانی مزبور قرار دارد.



عکس شماره ۳:
آثار جراحات سیلاب روی درختان حاشیه‌ی بستر اصلی
(۱۵ کیلومتری روستای تنگراه)

چون سیلاب‌های کاتاستروفیک از دبی و انرژی بالایی برخوردارند، علاوه بر تغییرات شدید بستر، نابودی ایستگاه‌های اندازه‌گیری دبی را نیز به‌دنبال دارند(بیکر ۲۰۰۲: ۳). در اثنای سیلاب مورد بحث، تنها ایستگاه هیدرومتری حوضه یعنی ایستگاه هیدرومتری تنگراه ویران گردید. از این‌رو برآورد انجام شده به وسیله‌ی سازمان‌های مسؤول (۱۶۵۰ متر مکعب بر ثانیه) نیز تقریبی است. بر اساس محاسبه‌ی انجام شده از طریق خطوط داغاب سیلاب روی دیواره‌های بستر و تنه‌ی درختان و کاربرد فرمول مانینگ، دبی اوج در محل ایستگاه تنگراه، ۱۹۶۸ مترمکعب در ثانیه به‌دست آمده است. دبی سیلاب‌های شدید سال‌های ۱۳۸۱ و ۱۳۸۴ نیز به ترتیب ۶۴۴ و ۸۰۰ مترمکعب گزارش شده است. بر اساس مطالعات میدانی و مقاطع اندازه‌گیری شده، ارتفاع سیلاب سال ۱۳۸۴ بیش از رقم اعلام شده بوده و حدود هزار متر مکعب در ثانیه برآورد می‌شود. وقوع سیلاب بزرگ مرداد ماه ۱۳۸۰ و همچنین سیلاب‌های بعدی، ثابت کرد که برآورد دبی اوج سیلاب بر مبنای روش‌های مرسوم هیدرولوژیکی، به‌دلیل کوتاهی طول دوره‌های آماری چندان قابل اعتماد نیست. تمام برآوردهایی که برای پیش‌بینی سیلاب در منطقه صورت گرفته و نتایج آن در جداول شماره ۲ و ۳ ارائه می‌شود، حجم سیلاب‌های ۱۰۰ ساله و حتی ۲۰۰ را ساله بسیار کمتر از سیلاب‌های پنج ساله‌ی اخیر نشان می‌دهد.

جدول شماره ۲: برآورد انجام شده برای حداکثر سیلاب محتمل برای دوره‌ی بازگشت ۱۰۰۰-۲ ساله در ایستگاه تنگراه (m^3/s)

توزیع آماری / دوره برگشت (سال)	۲	۱۰	۲۰	۲۵	۵۰	۱۰۰	۱۰۰۰
لوگ نرمال ۲ پارامتری	۱۸	۷۰	۱۰۳	۱۱۵	۱۵۸	۲۱۰	۴۶۹
پیرسون تیپ ۳	۱۴	۶۲	۱۰۱	۱۱۵	۱۶۳	۲۱۸	۴۳۹
لوگ پیرسون تیپ ۳	۱۵	۶۱	۱۱۲	۱۳۷	۲۵۵	۴۸۳	۴۳۲۶
گامبل	۲۴	۵۸	۷۱	۷۵	۸۸	۱۰۰	۱۴۲

مأخذ: منبع شماره ۴: ۸۹

جدول شماره ۳: برآورد سیلاب‌های ۲۰۰-۲ ساله در ایستگاه تنگراه (m^3/s)

دوره برگشت (سال) / توزیع آماری	۲	۵	۱۰	۲۵	۵۰	۱۰۰	۲۰۰
لوگ نرمال ۲ پارامتری	۱۹/۷	۴۴	۶۶/۹	۱۰۸	۱۴۰	۱۸۱	۲۳۰
پیرسون تیپ ۳	۱۵/۵	۴۱/۴	۶۸/۷	۱۱۲	۱۴۸	۱۸۸	۲۳۰
لوگ پیرسون تیپ ۳	۱۸	۴۱	۶۷/۶	۱۲۲	۱۸۴	۲۷۲	۳۹۷
گامبل	۲۵/۹	۶۰/۱	۸۲/۸	۱۱۱	۱۳۳	۱۵۴	۱۷۵

مأخذ: منبع شماره ۵: ۷

جدول شماره ۴: برآورد سیلاب‌های ۱۰۰۰-۲ ساله با اضافه نمودن سیلاب‌های شدید سال‌های ۱۳۸۰ و ۱۳۸۱ در ایستگاه تنگراه (m^3/s)

دوره برگشت (سال) / توزیع آماری	۲	۵	۱۰	۲۵	۵۰	۱۰۰	۲۰۰	۵۰۰	۱۰۰۰
لوگ نرمال ۲ پارامتری	۳۲/۷	۱۱۵/۵	۲۲۳/۱	۴۵۰/۳	۷۰۹	۱۰۶۶	۱۵۴۹	۲۴۳۵	۳۳۴۶

مأخذ: منبع شماره ۷: ۲۴

این در حالی است که حتی اگر قرار باشد تنها به آمار ایستگاه‌های هیدرومتری برای محاسبه‌ی دوره‌ی برگشت سیلاب‌ها متّکی باشیم، باید ضوابط حداقل مجاز سال‌های آماری را رعایت نماییم. (جدول شماره ۵)

جدول شماره ۵: دوره‌ی آماری مورد نیاز برای محاسبه‌ی دوره‌ی برگشت دبی‌های حداکثر لحظه‌ای (کولسون[1] ۱۹۹۱)

برای برنامه‌های اصلی و طولانی مدت		برای طراحی اولیه و کوتاه مدت	
طول دوره آماری	حد مجاز برآورد	طول دوره آماری	حد مجاز برآورد
۱۴–۸ ساله	۲۵ ساله	۷–۵ ساله	۱۰ ساله
۱۵–۲۰	۵۰	۸–۱۰	۲۵
۲۱–۵۰	۱۰۰	۱۱–۱۵	۵۰
بیشتر از ۵۰	۲۰۰	۱۶–۱۹	۱۰۰
		بیشتر از ۱۹	۲۰۰

مأخذ: منبع شماره ۲۸ : ۴۲۷

پس از وقوع سیلاب‌های سال ۱۳۸۰ و ۱۳۸۱ و دخالت دادن آنها در محاسبه حداکثر دبی‌های محتمل تغییراتی در دوره‌های برگشت سیلاب حوضه به‌وجود آمد که نتایج آن در جدول شماره ۴ ارائه شده است. این محاسبات دوره‌ی برگشت سیلاب سال ۱۳۸۰ را ۲۲۰ سال نشان می‌دهد. نهایتاً پس از وقوع سیلاب ۱۳۸۴، دوره‌ی برگشت محاسبه شده برای سیلاب سال ۱۳۸۰ ، ۵۵ سال و برای دو سیلاب ۱۳۸۱ و ۱۳۸۴، ۲۵ سال بیان شده است (جایکا ۲۰۰۶ : ۸۸–۲). با وجود چنین تفاوت‌های آشکاری در برآورد دبی سیلاب، نمی‌توان چندان به نتایج آن اطمینان داشت.

نکته‌ی شاخص دیگری که در مورد ناگهانی بودن سیلاب‌های مورد بحث می‌توان به آن اشاره نمود، زمان وقوع سیلاب است، به‌طوری که طیّ ۳۰ سال آمار ثبت شده مختوم به سال ۱۳۷۹ در ایستگاه تنگراه، هیچ‌یک از دبی‌های حداکثر لحظه‌ای مربوط به تابستان نبوده، درحالی‌که هر سه سیلاب شدید اخیر در مرداد ماه و آن‌هم طیّ روزهای مشابهی از این ماه رخ داده‌اند (۲۱–۱۸ مرداد). حجم و بافت رسوبات حمل شده به‌وسیله سیلاب سال ۱۳۸۰، هیچ گونه مشابهتی با رسوبات جدید رودخانه‌ای منطقه ندارد. بررسی‌های انجام شده در بستر

۱. Coulson

رودخانه‌ی اصلی در محدوده‌ی پارک ملّی گلستان، پشته‌های تراکمی از رسوبات درشت دانه را نشان می‌دهد که ذرّات با قطر درشت‌تر از یک متر به فراوانی در ترکیب آن دیده می‌شود. حجم رسوبات درشت دانه در سرشاخه‌های زیرحوضه‌ی دشت نیز بسیار بالا بوده، به‌گونه ای که پس از پر کردن بندهای خاکی و رسوب‌گیر، منجر به شکست و تخریب آنها شده است. (عکس‌های شماره ۴ و ۵)



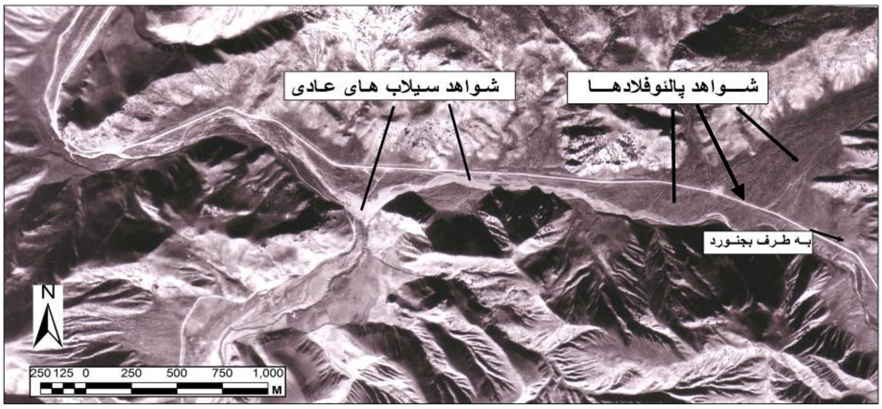
عکس‌های شماره ۴ و ۵: شواهد رسوبی سیلاب ۱۳۸۰ در زیرحوضه‌ی جنگل گلستان

مقایسه‌ی شواهد سیلاب‌های عادی و قدیمی حوضه

بررسی عکس‌های هوایی سال‌های ۱۳۳۵ و ۱۳۴۵، هیچ گونه شواهدی مبنی بر ایجاد سیلاب‌های شدید حدّاقل در چندین دهه‌ی اخیر منطقه را نشان نمی‌دهند، درحالی‌که آثار سیلاب‌های عادی و پالئوفلادها از طریق برخی شاخص‌های رسوب شناسی قابل شناسایی است. سیلاب‌های عادی با دوره‌ی برگشت کوتاه در اثنای دوره‌های آرامش باعث ایجاد تغییرات جزئی بر سطح اشکال قدیمی می‌شوند که این دستکاری‌ها از طریق اختلاف رنگ رسوب‌های آبرفتی و شاخص پوشش گیاهی به‌خوبی قابل مشاهده است. تراکم و نوع گونه‌های گیاهی تا حدّ قابل ملاحظه‌ای میزان ثبات سطح لندفرم‌های قدیمی خصوصاً مخروط‌افکنه‌ها، مخروط‌های واریزه‌ای و پادگانه‌های آبرفتی را نشان می‌دهد. (عکس شماره ۶)

اثرات فرسایش کاوشی و تراکمی سیلاب‌های عادی در زیرحوضه‌ی جنگل گلستان محدود به مئاندرهای نواحی پایین دست رودخانه، در محل خروجی زیرحوضه‌های فرعی شماره ۲۴ و ۲۵ (شکل شماره ۱۹) و همچنین در ورودی زیرحوضه‌ی چشمه‌خان به جنگل گلستان دیده می‌شود، سایر بخش‌های زیرحوضه از پوشش گیاهی متراکم و شرایط نسبتاً پایداری برخوردار است. این شرایط در مورد سایر فرایندهای دینامیک

بیرونی نیز صدق می کند، به‌طوری که تقریباً تمام لغزش‌ها و ریزش‌های موجود در این زیرحوضه، به دوره‌های بحران شکل‌زایی گذشته تعلق دارد.



عکس شماره ۶: شواهد پالئوفلادها و سیلاب‌های عادی در محل پیوستن آبراهه دشت به جنگل گلستان

آثار سیلاب‌های کوچک در زیرحوضه‌های چشمه‌خان، دشت و نردین گویای حاکمیّت یک دوره‌ی طولانی تثبیت چشم‌اندازهاست. در کنار شواهد سیلابهای عادی، آثار تراکمی سیلاب‌های بزرگ نیز در این زیرحوضه‌ها به وفور مشاهده می‌شوند. وجود اجزای درشت‌دانه‌ی رسوبی بر سطح مخروط‌افکنه‌ها و در بستر آبراهه‌های اصلی و فرعی، گویای انرژی بسیار بالای جریان‌های کاتاستروفیک است. (عکس‌های شماره ۷ تا ۹).

عکس شماره ۷



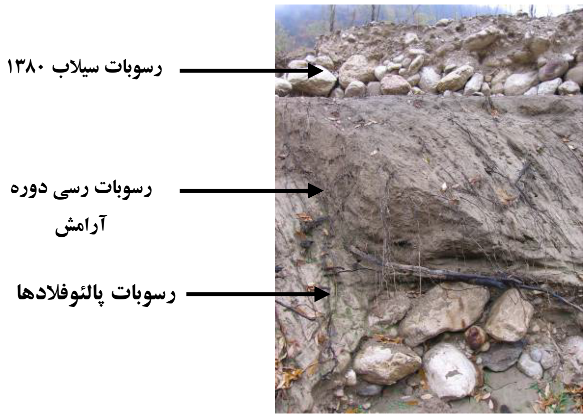
عکس شماره ۸



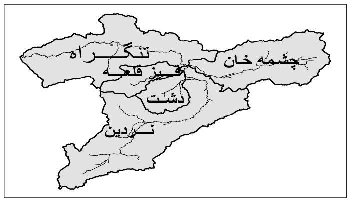
عکس شماره ۹



در زیرحوضه‌ی جنگل گلستان، پس از فرسایش عمودی بستر اصلی در اثنای سیلاب سال ۱۳۸۴، آثار پالئوفلادها به‌صورت چینه‌های متعدّدی رخنمون یافته است. پایین‌ترین لایه‌ی آن از رسوبات درشت دانه ضخیم با سخت شدگی نسبتاً بالا، مشابهت زیادی با رسوبات سیلاب کاتاستروفیک سال ۱۳۸۰ دارد. این لایه در بالا به‌وسیله‌ی لایه‌ای به ضخامت ۱ تا ۲ متر از رسوبات ریزدانه‌ی رسی پوشیده می‌شود که در بخش پایینی میان لایه‌هایی از رسوبات سیلابی درشت دانه را همراه دارد. (عکس شماره ۱۰) وجود میان لایه‌هایی از رسوبات درشت دانه در داخل رسوبات ریزدانه شواهدی از دوره‌های بحرانی کوتاه مدّت است که شرایط گذر از یک دوره‌ی بحران شکل‌زایی و ورود به دوره‌ی آرامش را نشان می‌دهد.



عکس شماره ۱۰: شواهد سیلابهای قدیمی در مقایسه با سیلاب ۱۳۸۰ در زیرحوضه جنگل گلستان



هم‌زمان با وقوع سیلاب‌های کاتاستروفیک، حرکات دامنه‌ای از جمله لغزش، ریزش، سولی فلوکسیون و جریان مواد در شرایطی همراه با پوشش گیاهی پراکنده و فقیر رخ می‌داده است. آثار حاصل از این ناپایداری‌ها به‌صورت لغزش‌های بزرگ و کوچک قدیمی و جریان‌های گلی و موادّ درشت دانه در خروجی برخی از زیرحوضه‌ها پس از فرسایش شدید کاوشی در سیلاب سال ۱۳۸۴ آشکار شده است. (عکس شماره۱۱) در آخرین دوره که لایه ریزدانه رسوب می‌نماید، جنگل‌های گلستان شروع به ظهور و گسترش نموده و تا سیلاب سال ۱۳۸۰ شرایط کاملاً پایدار را فراهم می‌آورد. سیلاب سال ۱۳۸۰، به‌عنوان آغاز یک دوره‌ی جدید پوشش گیاهی بستر را جاروب نموده، بستر عریض دوره‌های قبل را احیاء می‌کند و سپس با تراکم موادّ درشت دانه در کف و حواشی بستر، فاز تراکمی جدیدی را شکل می‌دهد. سیلاب شدید سال ۱۳۸۴ به‌عنوان یک فاز کاوشی

عمل نموده، علاوه بر تغییرات شدید در بستر قبلی، رسوبات ریزدانه مرحله‌ی جنگل‌زایی و رسوبات درشت دانه‌ی سیلاب‌های قدیمی را برش داده، به‌طوری که در برخی نواحی باعث پدیدار شدن سنگ‌های اصلی در کف بستر شده است.



عکس شماره ۱۱: ابتدای ورود به استان گلستان از خراسان شمالی، آثار جریان‌های بسیار قدیمی در کف آبراهه‌ی اصلی جنگل گلستان رخنمون شده پس از فاز کاوشی سیلاب۱۳۸۴

علل وقوع سیلاب‌های کاتاستروفیک منطقه

سیلاب‌های شدید، معمولاً نتیجه‌ی یکی از چهار نوع طوفان‌های حارّه‌ای، موسمی، همرفتی امواج بادهای شرقی و صعود اوروگرافیکی است. سیلاب‌های ناشی از ذوب برف، که دوره‌ی برگشت آنها معمولاً کمتر از ۵۰ سال است، در تحلیل دبی‌های شدید چندان مورد توجه قرار نمی‌گیرند (اسمیت ۲۰۰۱). سیلاب کاتاستروفیک مرداد ماه ۱۳۸۰ جنگل گلستان بر اثر بارش شدید و سنگین ناشی از ریزش هوای سرد عرض‌های شمالی با جهت جنوب‌غرب و صعود اوروگرافیکی در این منطقه رخ داد. گر چه جابجایی واچرخند جنب حارّه‌ای به شمال اروپا و کسب تاوایی توسط جریانات سطوح میانی جو به‌دلیل جابجایی قابل ملاحظه نصف‌النهاری به این ریزش شدید کمک نموده (بابائیان، ۱۳۸۰) لیکن الگوهای فشار سطح زمین نقش مؤثّرتری داشته‌اند. با توجه به نقشه‌های الگوی فشار سطحی، تقویت یک مرکز پرفشار در شمال‌غرب دریای خزر با فشار مرکزی بیش از ۱۰۲۰ هکتوپاسکال و تشکیل یک مرکز کم فشار در جنوب شرق کشور با فشار مرکزی کمتر از ۱۰۰۰ هکتو پاسکال، باعث گسیل هوای سرد عرض‌های بالاتر در جهت جنوب‌شرق و جنوب شده است. این جریانات هم‌زمان با دما و رطوبت قابل ملاحظه‌ی انباشته شده در منطقه، مقادیر قابل ملاحظه‌ای رطوبت

کسب کرده و با صعود روی ارتفاعات و تاوایی کوهستانی، بارش شدید و بی‌سابقه‌ای را موجب می‌شود. مطالعه‌ی نقشه‌های مربوط به سیلاب‌های بعدی در سال‌های ۱۳۸۱ و ۱۳۸۴، الگوهای مشابهی را نشان می‌دهد. کانون اصلی بارش شدید سال ۱۳۸۰ با بارندگی بیش از ۱۵۰ میلی‌متر در کمتر از ۶ ساعت روی ارتفاعات قرار داشته و گسترش طوفان به سمت شمال و شمال‌غرب بخش وسیعی از جنگل گلستان را در بر گرفته بود. کانون بارش‌های بعدی اندکی به سمت جنوب جابه‌جا شده و زیر حوضه‌ی نردین را نیز متأثّر ساخته است.

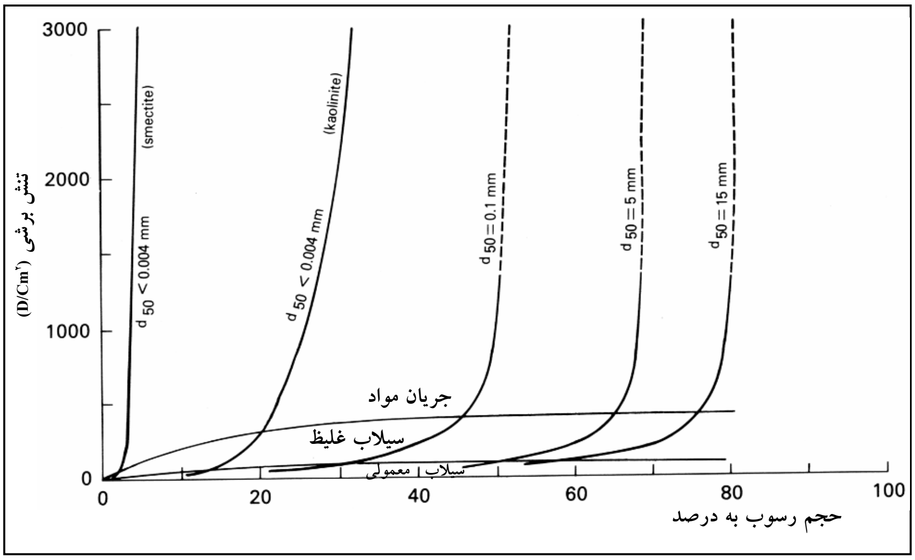
پراکندگی رسوبات پالئوفلادها، نشانگر این واقعیّت است که امکان قرارگیری بارش‌های نقطه‌ای شدید در نواحی مختلف زیرحوضه‌ها وجود دارد، به‌طوری که اثرات آن در دورترین نقاط زیر حوضه‌های نردین و چشمه‌خان نیز به چشم می‌خورد. این شواهد همچنین نشان می‌دهد که امکان وقوع سیلاب‌های شدیدتر هم در منطقه وجود دارد و آن زمانی است که گسترش سطحی طوفان‌های سیل‌زا مساحت‌های بیشتری را بپوشاند. گرچه میزان بارندگی تقریباً در زیرحوضه‌های جنگل گلستان، دشت و قیزقلعه یکسان بوده، لیکن به خاطر تفاوت‌های آشکار در مرفولوژی، رسوب‌شناسی و پوشش گیاهی زیرحوضه‌های مذکور، بیشترین حجم سیلاب از زیرحوضه‌های نسبتاً کوچک دشت و قیزقلعه منشأ گرفته است.

در این زیرحوضه‌ها رسوبات نفوذناپذیر رسی –ژیپسی نئوژن با ۸۰ درصد از مساحت کل زیرحوضه و همچنین تراکم زه‌کشی بالا (۵ کیلومتر در کیلومتر مربع)، نسبت بالای شاخه‌ها در رتبه‌های پایین‌تر و فراوانی بالای شاخه‌های رتبه‌ی اول همراه با فقر شدید پوشش گیاهی، شرایط مساعدی را برای ایجاد سیلاب‌های شدید فراهم آورده است.

گر چه زیر حوضه‌ی جنگل گلستان خود سیل‌خیز نیست، لیکن به‌دلیل تخلیه‌ی سیلاب سطح سایر زیرحوضه‌ها به آبراهه‌ی اصلی این زیرحوضه، کم عرض بودن درّه، تغییرات مرفولوژی بستر، بالا بودن ضریب زبری (قبل از سیلاب ۱۳۸۰) و وجود موانع مصنوعی نظیر جاده و پل‌های آن، به‌عنوان حوضه‌ی سیل‌گیر، افزایش قابل توجه و شگفت‌انگیز سطح آب را در اثنای سیلاب‌های اخیر به همراه داشته است.

انواع جریان و منابع رسوب سیلاب‌ها

سیلاب‌های کاتاستروفیک رودخانه‌ی مادرسو، در بخش‌های مختلف حوضه و حتی در بستر اصلی از جریان‌های مختلف یعنی سیلاب معمولی[۱]، سیلاب غلیظ[۲]، جریان مواد[۳] و جریان‌های چوبی[۴] ترکیب شده است. سیلاب‌های معمولی جریان‌های آشفته‌ای هستند که با مقاومت برشی کمتر از ۱۰۰ دین بر سانتی‌مترمربع، مقادیر کوچکی از رسوب (حدود ۱ تا ۴۰ درصد در وزن و ۰/۴ تا ۲۰ درصد در حجم) را همراه دارند و ویژگی‌هایشان با معادلاتی نظیر مانینگ یا اینشتین (گراف ۱۹۷۱) قابل توصیف است. جریان‌های غلیظ سیلابی، جریان‌های رودخانه‌ای هستند که ۴۰ تا ۷۰ درصد در وزن و ۲۰ تا ۴۷ درصد در حجم رسوب داشته و به نظر می‌رسد به مایعات غیرنیوتونی نزدیک بوده و مقاومت برشی حدود ۱۰۰ تا ۴۰۰ دین بر سانتی‌مترمربع دارند. (شکل شماره ۱۲)



شکل شماره ۱۲: تقسیم‌بندی انواع جریان براساس حجم رسوب و میزان تنش برشی (منبع شماره ۲۸: ۱۱۷)

---
۱. Water floods
۲. Hyper cohcentrated flow
۳. Debris flow
٤. Wood Debris

در جریان مواد، ذرّات رسوب جامد و آب با یکدیگر حرکت کرده و به‌صورت یک توده‌ی هم‌گن در سرعت یکسانی جابه‌جا می‌شوند. در این نوع جریان‌ها موادّ جامد، ۷۰ تا ۹۰ درصد وزن و ۴۷ تا ۷۷ درصد از حجم یک توده‌ی جریانی را تشکیل می‌دهند. زمانی که حجم قابل توجهی از چوب همراه جریان مواد حمل شود، به‌طوری که مقادیر چوب بیش از موادّ سنگی جریان باشد، جریان چوبی نام می‌گیرد که مخصوص مناطق جنگلی است.

در سیلاب‌های مردادماه ۱۳۸۰ و ۱۳۸۴، بسیاری از سرشاخه‌های فرعی زیرحوضه‌ی قیزقلعه و دشت و تعدادی از شاخه‌های فرعی زیرحوضه‌ی جنگل گلستان متحمّل جریان مواد شده‌اند. منبع تأمین کننده رسوبات این جریان‌ها، ریزش‌های قدیمی تجمع یافته در پای پرتگاه‌ها و رخنمون‌های سنگی و یا موادّ خرد شده در امتداد خطوط گسلی بوده است. از خصوصیّات مواد مزبور می‌توان به درشتی بافت، ضریب گردشدگی پایین و عدم جورشدگی نهشته‌ها اشاره کرد. هجوم جریان مواد در زیرحوضه‌های قیز قلعه و دشت باعث پر شدن سریع بندهای خاکی موجود و شکست آنها و همین‌طور تخریب اراضی زراعی و باغات اطراف روستای دشت گردیده است. وقوع جریان مواد در یکی از رودخانه‌های کوچک منتهی به روستای ترجلی (واقع در پایین‌دست زیرحوضه تنگراه) پس از برخورد به بافت مسکونی روستا و تخریب تعدادی از مساکن به کشته شدن ۳ تن از اهالی منجر گردیده است. همچنین در تعدادی از زیرحوضه‌های کوچک محدوده جنگل گلستان، وقوع جریان مواد، مسدود شدن و یا انهدام پل‌ها و جاده ارتباطی را به‌دنبال داشته است. جریان‌های مزبور با حجم قابل ملاحظه‌ای از شاخه‌ها و تنه‌های ریشه‌کن شده درختان همراه بوده است. (عکس‌های شماره ۱۳ و ۱۴)




عکس‌های شماره ۱۳ و۱۴: جریان‌های چوبی در خروجی سرشاخه‌های فرعی زیر حوضه تنگ‌راه

(زیرحوضه‌های شماره۲۶ و۲۷ از شکل شماره ۱۹)

تراکم تنه‌های درختان ریشه‌کن شده در مسیر آبراهه‌ها با ایجاد سدهای چوبی موقّت، تجمّع سیلاب را به‌دنبال داشته، که علاوه بر تغییراتی در مسیر جریان‌ها، جریان‌های قوی‌تری را برای حمل قطعات سنگی درشت فراهم آورده‌اند. پدیده‌ی غالب سیلاب کاتاستروفیک ۱۳۸۰، سیلاب غلیظ بوده که در آبراهه‌ی اصلی زیرحوضه‌ی دشت، مملو از رسوبات ریزدانه بوده و کف درّه و حتی معابر روستای دشت را با لایه‌ای از گل به ضخامت نیم تا یک متر پوشانده است.

در آبراهه‌ی اصلی جنگل گلستان، جریان سیلاب از دو بخش جداگانه، یکی سیلاب غلیظ در بخش مرکزی جریان و سیلاب معمولی در حواشی و روی دشت سیلابی، ترکیب یافته است. (عکس شماره ۱۵)



عکس شماره ۱۵ : تفکیک انواع جریان در بستر اصلی رودخانه‌ی مادرسو درحدود مرکزی جنگل گلستان

جریان‌های چوبی و مواد و حتی جریان‌های غلیظ از علل عمده‌ی شکست طرح‌های کنترل سیلاب و یا هرگونه کارهای عمرانی در مسیر رودخانه‌ی اصلی است. جریان مواد باعث تجمّع حجم زیادی از موادّ سنگی در بستر آبراهه‌ها و پشت تأسیسات کنترل سیل شده، که نهایتاً تغییر مسیر سیلاب و فرسایش شدید جداری را به همراه دارد. اصولاً طرح‌های معمول کنترل سیلاب و اجرای پروژه‌های عمرانی در مسیر رودخانه‌هایی که با

سیلاب معمولی همراه‌اند، موفقیت‌آمیز است.

اثرات مورفولوژیکی سیلاب‌ها

سیلاب‌های اخیر خصوصاً سیلاب‌های سال‌های ۱۳۸۰ و ۱۳۸۴، مورفولوژی کنونی زیرحوضه‌ها و آبراهه‌ی اصلی را شکل داده‌اند، چرا که باعث ایجاد تغییرات شدید و آشکاری در چشم‌اندازهای رودخانه‌ای منطقه شده است. در سیلاب‌های مورد مطالعه رودخانه برای به‌دست آوردن قلمرو طبیعی و مسلم خود تمام فعالیّت‌های مهندسی بستر، حفاظت جادّه و خود جادّه را شدیداً مورد حمله قرار داده است. به‌دلیل تمرکز سیلاب در زیرحوضه‌های دشت و جنگل گلستان، بیشترین تغییرات در این دو زیرحوضه رخ داده است، با این تفاوت که تغییرات زیرحوضه‌ی دشت به‌دلیل فقر پوشش گیاهی سطوح وسیع‌تری را به‌خود اختصاص داده و آبراهه‌های متعددی را در بر می‌گیرد، در حالی‌که در زیرحوضه‌ی گلستان، شدیدترین تغییرات متوجه بستر اصلی و تعداد معدودی آبراهه‌های جنگلی و سپس اراضی کشاورزی بوده است. این تغییرات را در یک مقیاس کلّی می‌توان به شرح زیر دسته‌بندی کرد:

۱. آثار فرسایش شدید کاوشی و تغییر در مورفومتری حوضه :

در زیرحوضه دشت گسترش قابل توجه سازندهای رسی -ژیپسی نئوژن و رسوبات آبرفتی کواترنر از یک‌طرف و فقر پوشش گیاهی از طرف دیگر، منجر به توسعه‌ی فرسایش شیاری، خندقی و گالی روی دامنه‌ها و در نهایت افزایش تعداد آبراهه‌های درجه ی۱ ، همچنین افزایش طول آنها شده است. گرچه کار کمّی در این مرحله روی دامنه‌ها صورت نگرفته، لیکن شواهد میدانی نحوه‌ی شکل‌گیری آبراهه‌های جدید را در اثنای بارش‌های شدید اخیر تأیید می‌کند. یکی از نکات جالب توجه در منطقه‌ی دشت، فراوانی جمعیّت موش‌های حفّار است که در تمام سازندهای منفصل و ریزدانه، لانه‌های متعدّدی را حفر نموده‌اند. در اثنای بارش‌های شدید، لانه‌های حفر شده تبدیل به تونل‌هایی برای جریان آب و سپس با ریزش سقف آنها، خلق آبراهه‌های جدید را به‌دنبال داشته است (عکس‌های شماره ۱۶ تا ۱۸).

عکس های شماره ۱۶ تا ۱۸: مراحل ایجاد آبراهه های جدید



براساس مطالعات میدانی و پرسش‌های انجام پذیرفته درباره زمان شروع، اوج و پایان سیلاب از ساکنین منطقه مشخص شد که زمان تمرکز سیلاب در این زیرحوضه از سیلاب ۱۳۸۰ تا سیلاب ۱۳۸۴ حدود دو ساعت کاهش یافته که قطعاً نتیجه‌ی تغییر در شرایط مورفومتری حوضه است. فرسایش شدید کاوشی در آبراهه‌های اصلی زیرحوضه‌ی دشت، ضمن از بین بردن پیچ‌های تند در مسیر رود منجر به افزایش عمق بستر در سرشاخه‌ها و ایجاد بستری جدید در سطحی پایین‌تر از بستر قبلی، نشانه‌ی حفر قائم در این شاخه‌هاست. چون تمام آبراهه‌های این زیرحوضه به واحد مرفولوژی دشت تراکمی در داخل زیرحوضه منتهی می‌شوند، پس از ورود به سطح اساس محلّی فوق، وارد مرحله تراکمی گردیده، رسوبهای محموله را در پای کوه و یا حتی بر سطح دشت و اراضی کشاورزی می گسترانند. محدوده دشت پس از رسوبگذاری مواد درشت دانه آبراهه اصلی در جنگل گلستان سرازیر می‌شود. در محل پیوستن آبراهه دشت به آبراهه اصلی حوضه سیلاب دشت در انتهای شمالی آن وارد زیرحوضه‌ی جنگل گلستان می‌شود که به‌دلیل افزایش ناگهانی شیب در محل ورود به آبراهه اصلی و افزایش سرعت سیلاب، گالی‌های خارق‌العاده‌ای را به‌وجود آورده است. این در حالی است که تا قبل از وقوع سیلاب سال ۱۳۸۰، اختلاف سطح مهمّی بین این دو وجود نداشت و اکنون به بیش از ۵ متر می‌رسد. افزایش طول و عمق گالی‌ها بر اثر فرسایش قهقرایی در سیلاب سال ۱۳۸۴، نشان می‌دهد که زیرحوضه‌ی دشت وارد یک مرحله‌ی کاوشی شدید گردیده است. توسعه‌ی گالی‌ها در آبراهه‌ی اصلی دشت از پایین‌رود به سمت بالارود در هر سیلاب، از سطح اراضی کم شیب آن خواهد کاست و در سرشاخه‌ها نیز، بر شرایط هیدرولوژی و مرفولوژی حوضه، اثرات عمیقی را بر جای خواهد گذاشت.

۲. تغییرات شدید مورفولوژی بستر آبراهه‌ی اصلی:

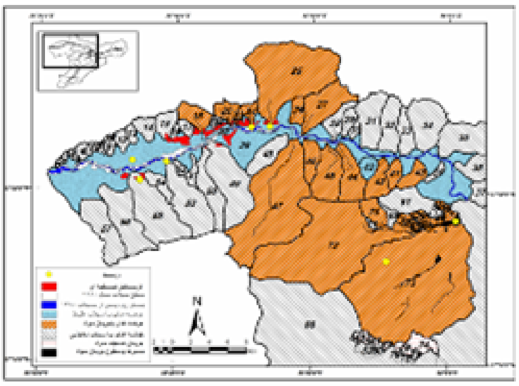
بیشترین تغییرات مورفولوژیکی سیلاب‌های مورد بحث در آبراهه‌ی اصلی رودخانه از محل پیوستن رودخانه‌های دشت، چشمه خان و جنگل گلستان با یکدیگر آغاز می‌شود و تا خروجی حوضه ادامه دارد. این تغییرات شامل تعمیق و تعریض بستر اصلی رود و تخریب شدید دشت سیلابی است. تا قبل از سیلاب سال ۱۳۸۰، بستر اصلی رود به‌طور متوسط ۲ تا ۱۰ متر عرض و ۲ تا ۳ متر عمق داشت، ولی در سیلاب سال ۱۳۸۰ عمق بستر اصلی بین ۴ تا ۱۲ متر و عرض آن حتی تا بیش از ۱۰۰ برابر افزایش یافت. در بخش‌هایی از بستر که منطبق بر مسیر گسل گلستان است و عرض دره به‌دلیل رخنمون‌های سنگی کاهش می‌یابد، دشت سیلابی قبلی به‌طور کلی حذف شده و بستر اصلی تمام درّه را به خود اختصاص داده است. در سیلاب سال ۱۳۸۴، بستر متحمّل ضایعات شدیدتری نیز گردید، به‌طوری که نه تنها پادگانه‌ها و پشته‌های رسوبی سیلاب سال ۱۳۸۰ از بستر تخلیه گردید، بلکه بر عمق و عرض بستر اصلی نیز بیشتر افزوده شد. به‌عبارت دیگر سیلاب سال ۱۳۸۰ پس از فروکش نمودن، رسوبات درشت دانه‌ی نسبتاً ضخیمی را در بستر به جای گذاشت، که سیلاب سال ۱۳۸۴ این رسوبات را تخلیه و حتی در بخش‌هایی از بستر، رسوبات سیمانی شده پالئوفلادها و سنگ اصلی کف درّه را نمایان ساخت. چون سیلاب سال ۱۳۸۴ در فرسایش قائم پس از رسیدن به رسوبات آبرفتی سیمانی شده و سنگ بستر قادر به حفر آن نبوده، فرسایش جانبی شدیدی را بر بستر تحمیل نموده که حاصل آن پرتگاههایی به ارتفاع بیش از ۱۰ متر در سواحل کاو مآندرهاست. فرسایش جانبی پس از برداشت کامل رسوبات جلگه‌ی سیلابی، واریزه‌های قدیمی را در محلّ خروجی زیرحوضه‌های فرعی به شدّت فرسایش داده و پرتگاههای ناپایداری را به‌وجود آورده است. در بخش‌های پایین‌رود که عرض دشت سیلابی توسعه می‌یابد، جریان سیلاب باعث حذف بسیاری از مئاندرهای قبلی و کاهش طول رودخانه گردیده ا ست.

۳ . مناظر تراکمی جدید:

در اثنای سیلاب‌های شدید رودخانه‌ی مادرسو، مناظر کاوشی گستردگی بیشتری نسبت به مناظر تراکمی داشته است. مناظر تراکمی این سیلاب‌ها عمدتاً موادّ سنگی درشت دانه را شامل می‌شود که در دو چشم‌انداز خلاصه می‌شوند. اوّل مخروط‌افکنه‌های جدید یا قطعات جدید مخروط‌افکنه‌ای است که در خروجی آبراهه‌های فرعی ایجاد شده‌اند و دوم تراکم رسوبات درشت‌دانه در بستر آبراهه‌های اصلی است. شکل شماره

۱۹ پراکندگی این مناظر را نشان می‌دهد که در نوع اوّل عارضه‌ی مخروطی شکل، نسل جدیدی از مخروط‌افکنه‌ها را با خصوصیّات متفاوت از قطعات قبلی نشان می‌دهد. و در حالت دوم عمدتاً بستر جدید رود را نمایان می‌سازد که مستعدّ تغییرات شدید بعدی خواهد بود. این رسوبات گرچه عارضه‌ی مشخّصی را نمایان نمی‌سازد، ولی به‌عنوان یک لایه‌ی متفاوت در بیشتر جاها روی رسوبات ریزدانه دوره‌های قبل گسترش یافته و این تغییرات بر منابع بستر و خصوصیّات اکولوژیکی آن تأثیر شگرفی داشته است. به‌عنوان مثال دسترسی به رسوبات ریزدانه‌ی زیرین را برای اجرای پروژه‌های عمرانی مشکل ساخته و در مقابل سنگ کافی را فراهم آورده که شدیداً مورد بهره‌برداری برای اجرای طرح‌ها قرار گرفته است. همچنین تغییر گونه‌های گیاهی جنگلی در عرصه‌های جنگلی و تغییر در شرایط هیدرولوژیکی آبراهه را به‌دنبال داشته است.

شکل شماره ۱۹ نقشه‌ی ژئومورفولوژی سیلاب کاتاستروفیک سال ۱۳۸۰ (خلاصه شده)



جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

مطالعات انجام شده روی مرفولوژی سیلاب‌های رودخانه‌ی گلستان نشان می‌دهد که:

۱. دوره‌ی بحران شکل‌زایی جدیدی در منطقه به‌طور ناگهانی شروع شده و در زمانی کوتاه آثار نسبتاً قابل ملاحظه‌ای را بر سطح زمین، مشابه عوارض قدیمی بر جای گذاشته است. بنابراین نسبت دادن تمام عوارض کاوشی و تراکمی قبلی به دوره‌های بارانی کواترنر باید بااحتیاط بیشتری صورت پذیرد. این تغییرات که به‌نظر می‌رسد ناشی از نوسان‌های جزئی در شرایط اقلیمی است، متأثر از خصوصیّات مورفولوژیکی و دخالت انسان در محیط طبیعی تشدید می‌شوند.

۲. وقوع سیلاب کاتاستروفیک در حوضه‌ی آبریز منجر به ناپایداری آبراهه‌ها و دامنه‌ها گردیده و حوضه را به سمت بحران‌های بزرگ‌تری سوق می‌دهد.

۳. پروژه‌های کنترل سیلاب در زیرحوضه‌های فعّال شده بر اثر سیلاب‌های شدید، نمی‌تواند برای سیلاب‌های غلیظ یا جریان موادّ مفید باشد.

۵. دست‌کاری گسترده بستر اصلی به دلیل بازسازی و مرمت جادّه ارتباطی مشهد –گرگان قدرت تخریبی سیلاب‌های آینده را بیشتر خواهد کرد. زیرا اوّلاً، سیلاب‌های شدید این رودخانه از نوع سیلاب‌های با غلظت بالای رسوب بوده و دوم آن‌که در سیلاب‌های بعدی عمدتاً رودخانه به‌صورت جانبی بستر را تغییر خواهد داد و احداث جادّه به این موضوع کمک می‌نماید. بهترین واکنش به سیلاب شدید سال ۱۳۸۰ این بود که بستر را برای مدّتی رها می‌کردند، تا علاوه بر مطالعه دقیق آثار سیلاب، رفتار سیلاب‌های بعدی به‌شکل روشن‌تری ثبت و ضبط می‌شد.

۶. برآورد سیلاب و برنامه‌ریزی ریسک سیلاب در کشور باید بر مبنای روش‌های هیدرو-ژئومورفولوژیکی صورت گیرد. سطح سیلاب سال ۱۳۸۰ در رودخانه‌ی مادرسو تا جایی گسترش یافت که از دیدگاه ژئومورفولوژی، عرض بستر رود و دشت سیلابی منظور می‌شود. دوره‌های برگشت محاسبه شده بر مبنای آمارهای کوتاه مدّت، می‌تواند با استفاده از مطالعات پالئوفلادها اصلاح شده و برنامه‌ریزی‌ها بر مبنای دوره‌های طولانی اصلاح شده انجام گیرد.

یادداشت:

۱. سیلاب کاتاستروفیک به سیلابهای بسیار شدید و ناگهانی که تغییرات مهم ژئومورفیکی را در سطح زمین به بار میآورند ، اطلاق می گردد.

منابع و مآخذ

۱. بابائیان، ایمان و دیگران، ۱۳۸۰ . *بررسی الگوی سینوپتیکی سیل تابستان ۱۳۸۰ استانهای گلستان و خراسان*، بولتن علمی مرکز ملی اقلیمشناسی، مشهد.

۲. سازمان جغرافیایی کشور. *۱۳۳۵ و ۱۳۴۵ عکسهای هوایی ۱:۵۰۰۰۰ و ۱:۲۰۰۰۰ منطقه و تصاویر ماهوارهای IRS سالهای ۲۰۰۲ و ۲۰۰۴*.

۳. سازمان جغرافیایی کشور. *نقشههای توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ منطقه به نامهای آق قمیش ، تنگراه، قلعه چشمه خان، رباط قره بیل، دوزین، نردین، سفیددالی، کاشیدر.*

۴. مهندسین مشاور تهران بر کلی ۱۳۷۰، *مطالعات حوضهی آبریز سدّ گلستان گزارش هیدرولوژی و سیل.*

۵. وزارت جهاد کشاورزی، معاونت آبخیزداری ۱۳۸۱، *مدلسازی علل وقوع سیلاب مرداد ماه ۱۳۸۰ در حوضهی رودخانه مادرسو.*

۶. وزارت نیرو، سازمان آب منطقهی گلستان، *آمار دبیهای روزانه و بیشینهی دبی لحظهای ایستگاههای هیدرومتری منطقه.*

۷. وزارت نیرو، سازمان مدیریت منابع آب، ۱۳۸۱، *بررسی سیلابهای تابستانه حوضه سد گلستان.*

۸. Baker, V.R. ۱۹۷۳. *Palaeohydrology and sedimentology of Lake Missoulta flooding in eastern Washington*. Geology society of America, special paper, PP۷۹–۱۴۴.

۹. Baker, V.R. ۱۹۷۷. *Stream channel response to floods with examples from central texas*. Geology society of America.

۱۰. Baker, V.R. ۱۹۷۸. *Large scale erosional and depositional features of the channelled scabland,* in the channelled scabland. Space Admin, pp ۸۱–۱۱۵.

۱۱. Baker, V.R. ۱۹۸۷. *Palaeoflood hydrology and extraordinary flood events*. Journal of hydrology No ۹۶. PP ۷۹–۹۹.

۱۲. Baker, V.R and costa, J.E. ۱۹۸۷. *Flood power in "catastrophic flooding*". Allen and unwin, London. PP ۱–۲۲.

۱۳. Baker, V.R, Kochel, R.C and Patton, P.C. ۱۹۸۸. *Preface in "flood Geomorphology"*. Jhon willey and sons, Inc PP ix, x, xi.

۱۴. Baker, V.R. ۲۰۰۲.*High-energy megafloods: planetry settings and sedimentary dynamics*. Sediment no ۳۲ pp ۳–۱۵.

۱۵. Baker, V.R. ۲۰۰۶. *Palaeo hydrology in a global context catena* No ۶۶. PP ۱۶۱–۱۶۸

۱۶. Costa, J.E. ۱۹۸۷. *Colorado Big Thompson flood: Geologic evidence of a rare hydrologic event*. Geology No ۶. PP ۶۱۱–۶۲۰.

۱۷. Costa. J.E. ۱۹۸۷. *A history of paleoflood in the United States*, ۱۸۰۰–۱۹۷۰. In "the history of hydrology". American Geophysical union ۳ Middle town CT. Wesley an university PP ۴۰–۵۳.

۱۸. Dollar, E.S.J. ۱۹۹۸. *Palaeofluvial geomorphology in southern Africa*. A review progress in physical Geography No ۲۲. PP ۴۹–۳۲۵.

۱۹. Ely, L.L and Baker, V.R. ۱۹۸۵. *Reconstructing palaeoflood hydrology with slackwater deposits*. Verde River. Arizona physical Geography No ۵, PP ۲۶–۱۰۳.

۲۰. Fassetta, G.A, Cossart, E and fort, M ۲۰۰۵. *Hydrogeomorphic hazrds and impact of Man-Made structures during the catastrophic flood of June ۲۰۰۰ in the Upper Guli catchment* (southern French Alps) Geomorphology No ۶۶. PP ۴۱–۶۱

۲۱. Gale, S.J, Bainbridge, A and Bainbridges. ۱۹۹۰. *Megafloods in inland eastern Australia*. Zeitschrift fur Geomorphologie No ۳۸, PP ۱–۱۱.

۲۲. Grossman, M.J. ۲۰۰۱. *Large floods and Climatic change during the Holocene on the Ara river Central* Japan. Geomorphology No ۳۹, PP ۲۷–۳۷.

۲۳. Cupta, A. and fox. H. ۱۹۷۴. *Effects of high magnitude floods on channel form*. A case study in the Maryland piedmont. Water Resources Research No ۱۰, PP ۴۹۹–۵۰۹.

۲۴. Gupta, A. ۱۹۸۳. *High magnitude floods and stream channel response*. Sedimentol vol ۶, PP ۲۱۹–۲۲۷.

۲۵. Gutierres, F, Guttierres, M and sancho, C. ۱۹۹۸. *Geomorphological and sedimentological analysis of a catastrophic flash flood in the Ara's drainage basin* (central Pyrenees, Spain) Geomorphology No ۲۲, PP ۲۶۵–۲۸۳.

۲۶. Heine, K and Heine, J.T. ۲۰۰۲. *A palaehydrologic reinterpretation of the Homeb silts*, kuiseb River central

Namib Desert (Namibia) and palaeo climatic implications. CATENA No ۴۸, PP ۳۰-۱۰۷

۲۷. JICA CTI Engineering International Co. Ltd. *The study on flood and debris flow in the coastal area focusing on the flood – hit Region in Golestan Province* ۲۰۰۴ unpublished reports

۲۸. Jakob, M and Jordan, P, ۲۰۰۱, *Design flood estimates in mountain streams civil Engineering vol* ۲۸, NRC Canda, PP

۲۹. Tones, A.P, Shimazu, H, Oguchi, T, Okuno, M and Tokutake, M. ۲۰۰۱. *Late Holocene slack water deposits on the Nakagawa River*, Japan. Geomorphology. No ۳۹, PP۳۹-۵۱.

۳۰. Johnson, R.A. ۱۹۸۳. *Stream channel response to extreme rainfall events*. The Hurricane Camille storm in central Nelson County. Virginia. M.S thesis. University of Virginia.

۳۱. Kale, V. S, Ely, L.L, Ezel y and Baker, V.R. ۱۹۹۶. *Palaeo and historical flood hydrology*. Indian peninsula. In global continental changes, Geological society of London special publication ۱۱۵, PP ۶۴-۱۱۵

۳۲. Kale, V.S, Mishra's and Baker, V.R. ۱۹۹۷. *A ۲۰۰ year palaeofloods record from sakarghat*, on Narmada, central India. Geological society of India. No ۵۰ PP ۲۸۵-۲۸۸.

۳۳. Kochel, R.C and Baker, V.R. ۱۹۸۲. *Palaeoflood hydrology*. Science No ۲۱۵. PP ۳۵۳-۳۶۱.

۳۴. Kochel, R.C, Baker, V.R and Patoon, D.C ۱۹۸۲ *paleohydrology of southwest texas*. Water resources Research No ۱۸. PP ۱۱۶۵-۱۱۸۳.

۳۵. Kochel, R.C. ۱۹۸۸. *Geomorphic impact of large floods*. In flood Geomorphology PP ۱۶۹-۱۸۷.

۳۶. Meyer, Grount. A ۲۰۰۱. *Recent large magnitude floods and their impact on valley – floor environments* of Northeastern yellow stone. Geomorphology No ۴۰. PP ۲۱۱-۲۹۰.

۳۷. Newson, M ۱۹۸۰. *The geomorphological effectiveness of floods*. A contribution stimulated by two recent events in Midwales. Earth surface processes No ۵, PP ۱-۱۶.

۳۸. Nolan, K.M and Marron, D.C. ۱۹۸۵. *Contrast in stream channel response to major storms in two mountainous areas of California*. Geology No ۱۳. PP ۱۳۵-۱۳۸.

۳۹. Patton, P.C. and Baker, V.R. ۱۹۷۷. *Geomorphic response of Central Texas stream channels to catastrophic rainfall and runoff*. In "Geomorphology in arid regions" PP ۱۸۹-۲۱۲.

۴۰. Schumm, S.A and Lichty, R.W. ۱۹۶۳. *Channel widemming and flood plain construction along Cimmaroon river in south western Kansas*. Us Geology survery. PP ۷-۸۸.

۴۱. Wohl, E.E, Fucrtsch, S.J and Baker, V.R. ۱۹۹۴. *Sedimentary records of late Holocene Floods along the*

fitzrong and Margaret Rivers, Western Australia. Australian Journal of Earth sciences No ۴۱. PP ۸۰–۲۱۳.

۴۲. Wolman, M.G and Gerson, R. ۱۹۷۸. *Relative scales of time and effectiveness of Climate in watershed Geomorphology*. Earth surface processes and landForms No ۳, PP ۱۸۹–۲۰۳.

۴۳. Wolman, M.G and Miller, J.P ۱۹۶۰. *Magnitude and Frequency of forces in geomorphic processes. Geology* No ۶۸, PP ۵۴–۷۴.

۴۴. Yang, D. Yu, G., xie, y. zhan'd and Li'z ۲۰۰۰. *sedimentary records of larg Holocene floods from the middle reaches of the Yellow river china.* Geomorphology No ۳۳, PP ۷۶–۸۸.

۴۵. Zawada, P and Hattigh, J. ۱۹۹۴. *Studies on the palaeoflood hydrology of South African rivers*. Suid-Afrika anse Tydskrif vir wetenskap ۹۰, PP ۶۸–۵۶۷.

۴۶. Smith keith ۲۰۰۱. *Environmental hazards*. Third edition by Rutledge. England, PP ۱۷۰, ۱۷۱.